مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی و دوم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۷۱۱ تا ۷۲۴

بررسی ریزساختارهای پروتروزوئیک پسین در پهنه برشی کاریزنو؛ حدفاصل شهر فریمان تا تربت جام، شمال شرق ایران

مجید غلامی، فرزین قائمی*، سید مسعود همام

گروه زمین شناسی ، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۱۲/۹، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۳/۱۲)

چکیده: منطقه مورد بررسی در مرز پهنه ساختاری البرز و ایران مرکزی درشمال‌شرقی ایران قرار گرفته و نشانگر برون زدگی واحدهای چینه‌ای متعددی از سنگ‌های گرانیتی و ولکانیک به سن نئوپروتروزوئیک پسین (سن تقریبی ۶۳۰ تا ۶۵۰ میلیون سال) همراه با راستای ساختاری شمال‌غربی – جنوب‌شرقی است. ریزساختارهای بررسی شده در محدوده‌ای باریک در راستای پهنه برشی فریمان – تربت جام می‌باشد که بنظر می‌رسد حاصل عملکردهای ساختاری بوجود آمده است. ساختارهای شکننده و شکل‌پذیر و ریزساختارهای موجود در سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی پروتروزوئیک نوار کوهزائی فریمان-تربت‌جام و انواع رفتارهای دگرشکلی بصورت دقیق در این پژوهش بررسی شده است. نتایج نشانگر عملکرد متنوع مکانیسم‌های دگرشکلی بخصوص باز تبلور از نوع برآمدگی و باز تبلور همراه با مهاجرت مرزدانه (BLG,GBM) است. باتوجه به تشخیص ساختارهای شکل‌پذیر در پهنه دگرشکلی فریمان تربت جام با دورشدن از مرکز پهنه برشی میزان خردایش با فواصل نامنظمی افزایش می‌یابد که نشانگر ویژگی‌های هسته و پوشش پهنه خرد شده مذکور است. ساختارهای مختلف ریزبلوری بخصوص ریزشکستگی‌ها و ریزچین‌ها، خاموشی موجی بلورهای کوارتز، ساختارهای هسته و پوشش در شکفته بلورها، باز تبلورهای برآمدگی و مهاجرت مرز دانه در دماهای بالا بصورت متعدد و متنوعی در تمامی طول این نوار برشی تغیر شکل یافته قابل مشاهده است.

واژه‌های کلیدی: *پهنه برشی فریمان–تربت جام؛ دگرشکلی بلوری؛ باز تبلور؛ ساختارهای شکننده و شکل پذیر.*

مقدمه

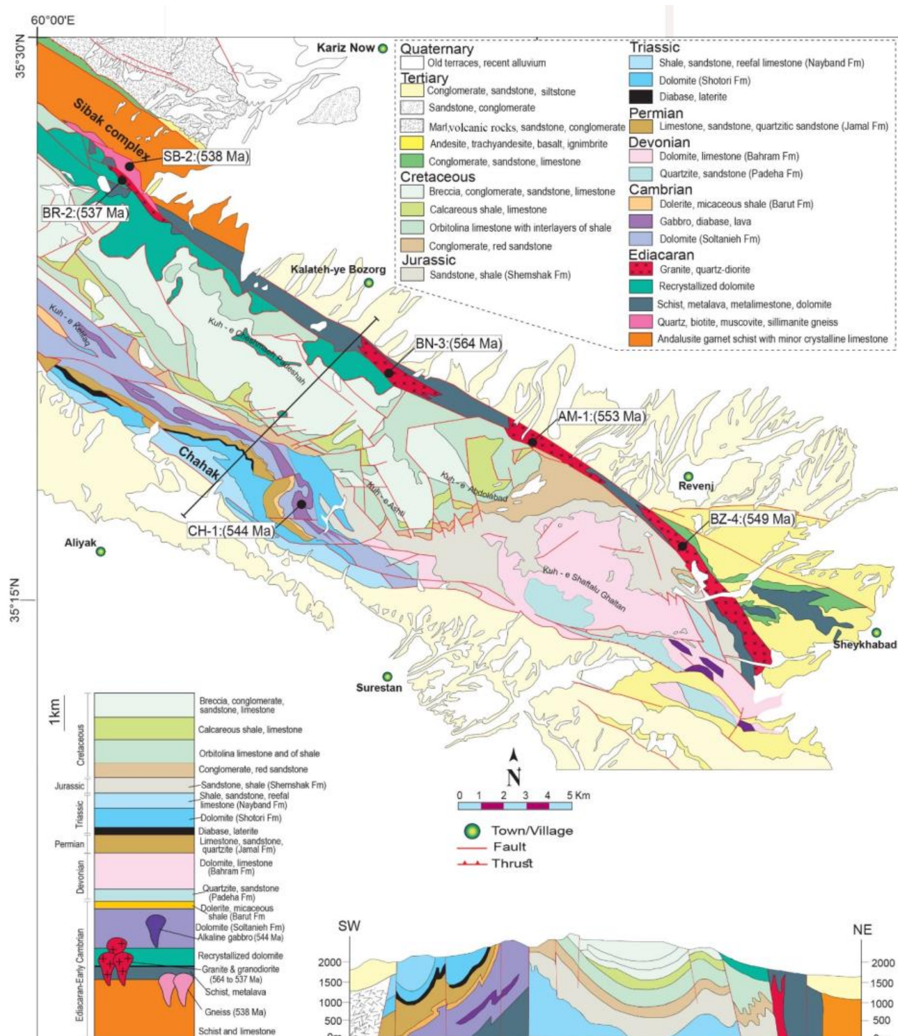
درک بهتر از شرایط مناطق برشی شکننده و شکل‌پذیر و عوامل فعالیت مجدد ساختارهای موجود بخصوص گسل‌های پهنه برشی منطقه فریمان و تربت جام باتوجه به نشانگرهای سطحی و مطالعات ریزساختاری نشانگر برخی از تغیرات می‌باشند. منطقه مورد بررسی با سنگ‌های نفوذی و دگرگونی با سن حدودی ۵۵۰-۵۰۰ میلیون سال پیش باتوجه به مطالعات نشانگر رخدادهای کادومین در پروتروزوئیک پسین است [۱-۷]. در مراحل مختلف تکامل ساختاری دگریختی در سنگ‌ها با مراحل زیادی که در مقیاس دانه‌های تکی انجام می‌گیرد به دست می‌آید و این مراحل به جنس دانه، بلورشناسی، مواد تشکیل دهنده بین دانه‌ها، اندازه دانه‌ها، جهت‌های شبکه بلوری در بلورها، تخلخل و نفوذپذیری بستگی دارد [۸]. همچنین عوامل بیرونی مثل حرارت، فشار ایستایی، تنش‌های تفریقی، فشار سیالات و نرخ تنش تحمیل شده موجود در محیط سنگ دخالت دارند. با این وجود در این منطقه با توجه به اهمیت مطالعات ریزساختاری و مطالعات مقاطع نازک شاخص‌ترین روش شناخت عوامل دگریختی و مکانیسم‌های

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۳۱۷۷۹۰۲، پست الکترونیکی: fghaemi@um.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.711]

دگریختی مرتبط می‌باشد که مورد بررسی قرار گرفته است [۱۱-۹]. منطقه ساختاری و پهنه برشی فریمان – تربت‌جام که آن را می‌توان به صورت یک لنز ساختاری در مشاهدات اولیه مشاهده کرد به طول حدود ۶۰ کیلومتر و عرضی متفاوت در بخش‌های مختلف با راستای شمال غربی - جنوب شرقی در حدفاصل شهر فریمان تا تربت جام قابل مشاهده است (شکل ۱). بخش شمالی این لنز ساختاری دارای گسل‌ها و برونزدهای مختلف با شیب زیاد به سمت شمال بوده و ساختارها بصورت فشرده در یک پهنه برشی در کنار هم قرار گرفته‌اند. در صورتی که در بخش جنوبی منطقه با قرارگیری واحدهای کامبرین برروی ساختارهای قدیمی پروتروزوئیک پسین شاهد گسترش ساختارها تا بخش‌های جنوبی به عمق بیش از سی کیلومتر قابل روئیت است (شکل ۱) [۲]. اهمیت مطالعات ریزساختاری تبیین کننده عملکرد ساختارها در مقیاس‌های بزرگتر بوده و با مطالعات زمین‌شناسی اولیه و تهیه مقاطع نازک از سنگ‌های موجود در منطقه سازوکارهای دگریختی متعددی در بلورهای موجود در واحدهای نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی منطقه مشاهده شده است. باز تبلور یکی از فرایندهای مهم در سازوکارهای دگریختی بلورهای دگرشکل شده می‌باشد که در کنار سایر عوامل باعث تغییر شکل ساختاری بلورها می‌باشد. سه نوع سازوکار برای باز تبلور وجود دارد که ممکن است در طول دگریختی عمل نماید و به حرارت و تنش بستگی دارد.

با افزایش حرارت و کاهش تنش این سازوکارها شامل برآمدگی (Bulging)، چرخش زیر دانه (Sub grain Rotation) و باز تبلور همراه با مهاجرت مرز دانه (Grain Boundary Migration) است [۱۲، ۱۳].



شکل ۱ نمائی از منطقه مورد بررسی همراه با واحدهای زمین‌شناسی و ساختارهای منطقه و نیز برشی از مقاطع ساختاری موجود در مرکز عدسی-ساختاری و پهنه برشی فریمان-تربت جام نقشه ترکیبی لایه‌های زمین شناسی رقومی شده و نقشه زمین شناسی صد هزارم کاریزنو [۲].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.711]

مواد و روش‌ها

مشاهدات روی ریزساختار یا بافت یک سنگ به طور خاص در مقاطع نازک، می‌تواند در دو زمینه اصلی استفاده شود. آنها را می‌توان برای مطالعات موضوعی، برای درک مکانیسم‌های تغییر شکل سنگ و دگرگونی به کاربرد و یا می‌توان از آنها برای بازسازی تاریخ ساختاری و دگرگونی یک حجم سنگ استفاده کرد. مطالعات مقطع نازک بیشتر در زمینه دوم است. از آنجایی که چنین مطالعات مقطع نازکی می‌تواند برای بازسازی تکامل زمین‌ساختی مفید باشد، ما از اصطلاح میکروتکتونیک استفاده می‌کنیم [۹]. پهنه برشی فریمان– تربت جام در مقیاس‌های مختلف از ساختارهای منطقه‌ای تا نانوساختارهایی که در پهنه برشی نشانگر تغییرات و چین‌خوردگی می‌باشند مشاهده و بررسی دقیق شده است. نقشه زمین‌شناسی و ساختاری تهیه شده در محیط GIS با کارهای میدانی انجام شده مطابقت داده شده و نوع ساختارها، سازوکارها و سن‌های نسبی موجود از آن قابل استنتاج می‌باشد. همچنین جمع آوری نمونه‌های سنگ-های دگرگونی از سنگ‌های نئوپروتروزوئیک نوار فریمان – تربت جام و پهنه‌های برشی که درون کوهزائی فریمان – تربت جام وجود دارد انجام گرفته است. سرانجام ۲۰ نمونه در مجموعه مذکور انتخاب و مورد بررسی بلوری و ریزساختاری قرار گرفته‌اند که از سنگ‌های دگرگونی رسوبی آتشفشانی به نام سیبک و واحدهای گرانیتی و آندالوزیت شیست‌ها همه با سن نئوپروتروزوئیک هستند. از مهمترین بافت‌های مقاطع نازک در بررسی سنگ‌های گنیسی منطقه که بیشتر ارتوگنیس همراه با ریزساختارهای متعدد شکننده و شکل‌پذیر بوده که همراه با بازتبلور پویا با انواع متعدد آن اساس بررسی‌های این پژوهش در مقیاس میکرو و نانوساختاری بوده است. همچنین سنگ‌های دگرشکل شده از منابع مستقیم کمیاب از اطلاعات در دسترس برای بازسازی تکامل زمین ساختی می‌باشد [۹].

بحث

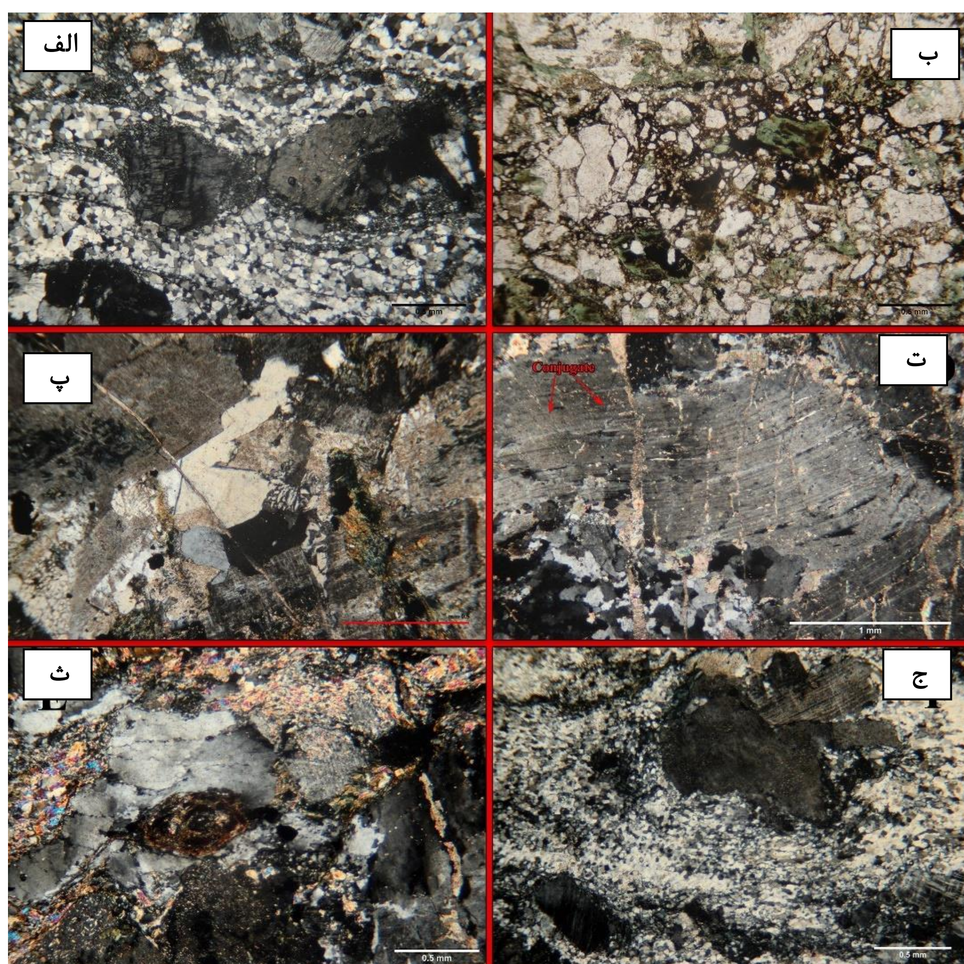
سنگ‌های موجود در این منطقه بیشتر از سنگ‌های نفوذی (گرانیت و کوارتز دیوریت و کوارتز سینیت) و واحدهای مجموعه سیبک که از واحدهای مختلف کربنات و آذرآواری هستند تشکیل شده‌اند. بیشترین رخنمون واحد گرانیت و کوارتزدیوریت در بخش مرکزی گستره نوار کوهزایی فریمان – تربت جام (جنوب شرق مجموعه سیبک) دیده می‌شود. باتوجه به سن‌سنجی انجام شده در غرب روستای پلورزه (جنوب روستای رونج) که در نقشه زمین‌شناسی صدهزار منطقه بر زیرکن گرانیت‌های این بخش، سن تقریبی ۶۳۰ تا ۶۵۰ میلیون سال (پروتروزوئیک پسین) را نشان داده است [۲]، می‌توان گفت که همه توالی‌های دگرگونی، شامل واحد دولومیتی، مربوط به پایان پروتروزوئیک و در ارتباط با فرایندهای دگرگونی و زمین ساخت کوهزایی آسنتیک هستند (شکل ۱). قدیمی‌ترین سنگ‌های شناخته شده در منطقه مورد بررسی سنگ‌های دگرگون شده وابسته به پرکامبرین هستند که از ۸ کیلومتری جنوب شرقی روستای قلندرآباد در دورترین بخش شرقی چارگوش تربت حیدریه تا جنوب روستای شیخلو در نقشه کهریز نو در یک راستای شمال‌غربی - جنوب شرقی رخنمون دارند. در این سنگ‌ها رخساره‌های زیر دیده می‌شوند: (۱) آندالوزیت گارنت شیست‌های دارای رگچه‌های کوچکی از کوارتز با ضخامت بسیار که در بخش جنوب روستای قنداب رخنمون دارند، (۲) افق‌هایی از آهک‌های بازتبلور یافته که به صورت نوارهایی درون میکاشیست‌ها قرار داشته و با راستای شمال غربی- جنوب شرقی در شمال غرب منطقه رخنمون دارند و (۳) سنگ‌هایی که پیشتر به عنوان سنگ‌های گنیسی شناخته شده‌اند و نسبت به میکاشیست‌ها رنگ روشن‌تر و دانه - بندی بهتری دارند. به طور کلی، سنگ‌ها ترکیب کانی‌شناسی بیوتیت، مسکویت، سیلیمانیت، گارنت و کوارتز دارند. این واحدها در جنوب واحد آندالوزیت گارنت شیست رخنمون دارند. واحد مجموعه رسوبی- آتشفشانی (مجموعه سیبک) دارای انواع مختلفی از سنگ‌ها شامل شیست، آندالوزیت شیست، سنگ‌های کربناتی بازتبلور یافته، متالاواها، متاگابروها، گرانیتوئیدها و سنگ‌هایی که به طور محلی ساخت و بافت میلونیتی از خود نشان می‌دهند، است. این واحد به صورت نواری با عرض حدود یک کیلومتر و راستای شمال غربی - جنوب شرقی، در بخش شمالی منطقه رخنمون دارد. واحدی از دولومیت‌های بازتبلور یافته تیره رنگ در شمال غرب منطقه با یک مرز گسلی بر واحدهای سنگی کرتاسه رخنمون دارد. سنگ‌های نفوذی منطقه به طور کلی نشانگر بافت جوانه میلونیتی و گنیسی با ترکیبی متغیر از گرانیت تا کوارتز دیوریت هستند که بخشی از مجموعه سیبک را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های این مجموعه به طورکلی در قالب توده‌هایی با شکل نامنظم و گسترده یافت می‌شوند و شناسایی آن‌ها از سنگ‌های دربرگیرنده آن‌ها دشوار است تا جایی که آنها به شکل عادی انبوهه‌هایی را به صورت میگماتیت شکل می‌دهند. بیشترین رخنمون متوالی از نفوذی‌ها در بخش جنوب‌شرقی مجموعه (سیبک) دیده می‌شود.و توده‌ای گرانیتی با گستره بسیار محدود در میان قطع شدگی واحد دولومیتی که در بخش

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.711]

شمال‌غربی نقشه قرار دارد در این پژوهش دیده شده است (شکل ۱).

باز تبلور واحدهای گرانیتی منطقه ابدال‌آباد

عمده ریزساختارهای موجود در پهنه برشی موجود در واحدهای گرانیتی و مجموعه سیبک شامل ریز شکستگی‌ها، چینی‌ها و بازی بلورهایی بیشتر از نوع مهاجرت مرزدانه هستند. در برخی واحدهای گرانیتی بازتبلور همراه با خاموشی موجی نامنظم در دانه‌های قدیمی همراه شده است. دانه‌های فلدسپات پتاسیم در لبه و درون دانه دچار هوازدگی شده و سریسیتی شده‌اند و دانه‌های کوارتز در لبه‌ها باز تبلور فعال را نشان می‌دهند. دانه‌های کشیده میکا (بیشتر مسکوویت) با خمش حالت‌پذیری، انحنا و چین‌خوردگی را در مرز بین دانه‌های فلدسپار و کوارتز نشان می‌دهند (شکل ۲). با توجه به نمونه‌های بررسی شده، در منطقه دره ابدال‌آباد می‌توان مجموعه‌ای از توده‌های نفوذی را مشاهده نمود. افزون بر آن از نظر ریزساختارهای موجود در بخش‌های متعددی از این مقطع می‌توان آثار و نشانه‌های باز تبلور را دید.



شکل ۲ انواع دگر شکلی‌ها در پهنه فریمان-تربت جام همراه با مقیاس، نشانگر بافت و ساختار سنگی و دگرشکلی های متعدد به ویژه از نوع باز تبلور: الف) سنگ گرانیتی میلونیتی خردشده همراه با ساختار هسته و پوشش پورفیری آواری‌های درشت و کشیده فلدسپار قلیایی در بخش پائین تصویر با برش چپ‌بر؛ ب) یک سنگ با ترکیب کوارتزدیوریت دارای قطعه‌های خردشده‌ای از کوارتز و پلاژیوکلاز و نشانگر حالت تنش آواری، اغلب با حالت دگرسانی کلریتی؛ پ) درهم رشدی یا حالت میرمکیتی کوارتز سینیت که خود نوعی از سیمپلکتیت‌هاست. درهم رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز باعث تشکیل میرمکیت شده است؛ ت) یک هورنبلند دیوریت که در بخش مرکزی با ریزگسلی (گسل عمود) به دو قسمت تقسیم شده استف همراه با ریزشکستگی‌های دیگری که بیشتر با کلسیت ثانویه پرشده‌اند؛ ث) یک گرانیت میلونیتی با ساختار هسته و پوشش و بافت چشمی که بیشتر برای دانه‌های کوارتز نمود دارد؛ ج) یک سنگ ریولیتی با بافت میلونیتی که در آن قطعه‌های مختلف پورفیری آواری کوارتز و فلدسپار در حال باز تبلور در زمینه ریزدانه‌ای از کوارتز باز تبلور یافته قراردارند. ساختارهای هسته و پوشش و بافت چشمی نیز بصورت فراوان دیده می‌شود. در این مقطع، راستای برش بخوبی آشکار نیست ولی می‌توان برش چپ‌گرد را در آن‌ها تشخیص داد.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.711]

از جمله دگریختی‌ها و نشانه‌های باز تبلور در این مقاطع، آثار بسیار تغییر شکل و اندازه و نیز بی‌نظمی در مرزهای دانه‌های سنگ‌های گرانیتی بوده که شاهدی محکم برای اعمال و گستردگی بازتبلور فعال است (شکل ۲). وجود مرزهای دانه‌ای دندانه دار و درهم فرورفتگی مرز دانه‌ها همراه با تشکیل ریزدانه‌های جدید در آن از نشانه‌های بارز مهاجرت مرزدانه با القای کرنش یا برآمدگی است که بیشتر بلورها در معرض این بازتبلور قرار دارند. همچنین برخی از نشانه‌های باز تبلور پویا از نوع چرخش زیر دانه (SGR) و مهاجرت مرزدانه (GBM) نیز به صورت زیر دانه‌های یکدست و هم اندازه با مرز دانه‌های برجسته و تبدیل تدریجی از زیر دانه به دانه‌های جدید دیده می‌شود [۱۰]. در این نوع بازتبلور، تحرک مرز بلورها در دمای پایین ممکن است که بصورت محلی بوده و منجر به برآمدگی به درون بلوری با تراکم دگریختی بالا گردد و بلوری کوچک، مستقل و جدید تشکیل دهد. گرانیت‌های منطقه دره ابدال‌آباد شامل واحد گرانیت و کوارتز دیوریت هستند که بیشترین رخنمون آنها در بخش مرکزی گستره مورد بررسی (جنوب شرق مجموعه سیبک) دیده می‌شود. مرکز اصلی تمرکز این نوع دگرشکلی‌های بلوری در این منطقه و نمونه‌های برداشت شده از آن بوده که در این پژوهش بررسی شده است.

دگرشکلی‌های موجود در کوارتز سینیت

پدیده انحلال جامد در بسیاری از بلورهای تشکیل دهنده سنگ معمول است که این امر در دماهای بالا رخ می‌دهد و تغییرات دمایی موجب تغییر اندازه حدود ۳۰-۱۵ درصد یون‌ها می‌شود. به هرحال به عنوان تغییر شرایط فیزیکی، یون‌ها نمی‌توانند بیشتر در مناطق مشابه جفت شوند که انرژی کرنش داخلی (ترجیحی) را بوجود می‌آورد. از این رو، ترکیب بلوری باید با آزادسازی این انرژی مقدار انرژی آزاد گیبس را کمینه کند. یکی از پاسخ‌های ممکن به این فرآیند برای عناصری است که در یک بلور از یک منطقه شیمیایی به دیگری همراه با انتشار درون بلوری حرکت می‌کند. این موارد در مناطق مجزا در یک عنصر یا در دیگر عناصر اشباع دیده می‌شوند که این مناطق به عنوان مناطق منفک شده (exsolution) نام گذاری می‌شوند [۱۴].

چنان که در شکل ۲ دیده می‌شود، بیشتر ساختارهای موجود در منطقه نشانگر خردشدگی و باز تبلورهای مکرر درمقیاس میکروسکوپی هستند. براساس نوع عملکرد، پهنه برشی شکننده (شکل ۲ الف) یا شکل‌پذیر (شکل ۲ ب) ممکن است در مقاطع مختلف قابل مشاهده باشد. باتوجه به فراوانی میلونیت‌ها به ویژه در مقاطع جنوب شرقی پهنه دگرشکلی فریمان – تربت‌جام ساختارهای متعددی همراه با جهت یافتگی‌های مختلف در این پهنه برشی دیده می‌شود. ساختارهای هسته و پوشش و آثار دگرشکلی شکل‌پذیر درون میلونیت‌ها از آثاری هستند که بررسی‌های بر آنها انجام شده‌اند و در تصاویر سنگ‌های و مقاطع مورد نظر مشهود هستند (شکل‌های ۲ الف، ت، ث) و [۹، ۱۰]. برخی از ریزشکستگی‌ها می‌توانند معادل کوچک مقیاس ساختارهای بزرگتری باشند که در شکل ۲ ت نمونه بارز آن بلورهای پورفیری آواری کوارتز باز تبلور یافته هستند که در مجموع ساختار هسته و پوشش را تشکیل داده‌اند. در سمت چپ تصویر افزون بر شکستگی‌های موجود، یک شکستگی مزدوج نیز در آن سنگ پورفیری آواری دیده می‌شود. نکته دیگر خمیدگی تیغه‌های دگرشکلی در بلور پلاژیوکلاز با شکل خمیده و چین خورده‌ای است که می‌تواند نشانگر مراحل ۱- چین‌خوردگی پلاژیوکلاز و ۲- گسلش پلاژیوکلاز در اثر افزایش نرخ کرنش باشد.

شکل ۲ در واقع نشانگر انواع دگر شکلی‌های مختلف در سنگ‌های مورد بررسی در پهنه دگرشکلی فریمان-تربت جام و نشان‌دهنده بافت و ساختار سنگی و دگرشکلی‌های متعدد به‌ویژه از نوع باز تبلور است. مقطع شکل ۲ الف نشانگر یک سنگ گرانیتی خرد شده میلونیتی شده است. پورفیروی آواری‌های درشت و کشیده فلدسپارقلیایی در پائین تصویر ساختار هسته و پوشش را نشان می‌دهند. جهت برش بخوبی مشخص نیست ولی در مجموع می‌توان برش چپ‌بر را برای پهنه برشی تشخیص داد، چنان که در شکل نیز پورفیری آواری میکروکلین دنباله‌ای دارد (پورفیری آواری نوع σ) که نشانگر برش چپ‌بر است. زمینه این سنگ میلیونیتی به شدت بازتبلور یافته و دچار دگرشکلی شده است. کشیدگی پورفیری آواری‌های فلدسپات، ساختار هسته و پوشش، اندازه بزرگتر زیردانه‌های جدید، یکدست بودن اندازه دانه‌های دربرگیرنده ساختار همه نشانگر بازتبلور از نوع چرخش زیردانه (SGR) است. با این وجود، پرامون دانه‌های فلدسپات دچار دگرشکلی و بازتبلور شده و دانه‌های ریزتری را تشکیل می‌دهند که به شکل دنباله در بلور

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.711]

فلدسپات دیده می‌شوند. مقطع شکل ب نشان دهنده یک سنگ با ترکیب کوارتز دیوریت دارای قطعه‌های خردشده‌ای از کوارتز و پلاژیوکلاز است که آشکارا دگرشکلی شکننده را نشان می‌دهد. قطعه‌های زاویه‌دار در اندازه‌های مختلف نشانگر حالت تنش‌آواری است در این مقطع در نور معمولی، کوارتز شفاف و فلدسپار غیرشفاف است و کانی‌های رسی که از فلدسپار تشکیل شده‌اند اغلب حالت دگرسانی کلریتی پیدا کرده‌اند. در مقطع شکل ۲ پ که یک کوارتز سینیت است آثاری از درهم رشدی یا حالت میرمکیتی شدن نیز دیده می‌شود که خود نوعی از سیمپلکتیت‌هاست. در این شکل، درهم رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز باعث تشکیل میرمکیت شده است. شکل ۲ ت با توجه به درصد کانی‌های مختلف موجود، مربوط به مقطع یک هورنبلند دیوریت است که آثار دگرشکلی شکننده و شکل‌پذیر در آن دیده می‌شود. در این شکل، یک پلاژیوکلاز درشت قابل مشاهده است که در بخش مرکزی توسط یک ریزگسل (گسل عمود) به دو قسمت تقسیم شده است و ریزشکستگی‌های دیگری نیز در آن دیده می‌شود که بیشتر آن‌ها با کلسیت ثانویه پرشده‌اند. شکل ۲ ث از یک گرانیت میلونیتی شده است که دگرشکلی‌های فرآوانی را نشان می‌دهد. ازجمله این دگرشکلی-ها می‌توان به ساختار هسته و پوشش و بافت چشمی در آن اشاره کرد که بیشتر در مورد دانه‌های کوارتز نمود دارد. چنان که در این شکل پیداست، بلورهای کوارتزی که بصورت کشیده در مرکز قرار دارند در مرز زیردانه‌های خود دارای دانه‌های ریز و خرد شده‌ای هستند که به ساختار مرزی آن‌ها حالت درهم فرورفته دندانه‌دار می‌دهد. در کنار این مجموعه دانه‌های کوارتز بلور پلاژیوکلاز با ماکل‌های دوقلوی دگرشکلی دیده می‌شود که تیغه‌های آن به حالت سوزنی است. مقطع شکل ۲ ج بخوبی نشان‌دهنده یک سنگ ریولیتی با بافت میلونیتی است که در آن قطعه‌های مختلف پورفیری آواری کوارتز و فلدسپار در حال باز تبلور در زمینه ریزدانه‌ای از کوارتز باز تبلور یافته قراردارند. قطعه‌های پورفیری‌آواری در اندازه‌های مختلف دارند و باتوجه به این‌که بیشتر آن‌ها دچار باز تبلور (از نوع برآمدگی BLG) شده‌اند گردشدگی خوبی را نشان می‌دهند. ساختارهای هسته و پوشش و بافت چشمی نیز فراوان دیده می‌شوند. زمینه با بازتبلور یکدست و هم اندازه همراه با کشیدگی زیردانه‌ها و مرزهای دانه‌ای پهن شده است که حتی می‌توان از شکل دانه-های باز تبلور یافته برگوارگی ثانویه مایلی را برای آن در نظر گرفت. باوجود اهمیت دنباله‌های پورفیری آواری‌های موجود برای تعیین راستای برش، این دنباله‌ها بخوبی در این مقطع آشکار نیست ولی می‌توان برش چپ گرد را در آن‌ها تشخیص داد. نکته مهم دیگر فراوانی دگرشکلی از نوع خزش جابجایی است که تیغه‌های دگرشکلی کوارتز در شکل ۲ ث نمونه بارز آن هستند.

به باور برخی از زمین‌شناسان، درهم رشدی میرمکیت در سنگ‌های دگرشکل شده گرانیتی چون برخی از گنیس‌های چشمی و میلونیت‌های فلسیک متداول است [۹-۱۱، ۱۵، ۱۶] و پیشنهاد شده است که تشکیل میرمکیت‌ها با دگرشکلی ارتباط دارد. همچنین درهم رشدی کوارتز و فلدسپات پتاسیم که به درهم رشدی گرانوفیری معروف هست نیز در این مقطع دیده می‌شود. باتوجه به پژوهش‌های تحقیقات انجام شده، درهم رشدی سیمپلکتیت‌ها (گرانوفیر و میرمکیت) بنظر می-رسد که در بخشی از سنگ‌های دگرشکل شده با کرنش پایین بوجود می‌آیند [۱۰، ۱۲].

سیلیمانیت‌ها و فیبرولیت‌ها

یکی از فراوان‌ترین واحدهای سنگی شیست‌ها به ویژه سیلیمانیت در منطقه شیست‌های پرکامبرین هستند که در خود آثار متعددی از دگرشکلی درون بلوری را نشان می‌دهند (شکل ۱). از نظر ورنان [۱۰]، برای تفسیر فیبرولیت‌های پیچ و تاب خورده سیلیمانیت در مناطق Q بین مناطق P که به فراوانی از شیست‌های متاپلیتیک دگرگونه دگرگونی با درجه بالا تشکیل شده‌اند باید دقت کافی را داشت. یک تفسیر سطحی می‌تواند این باشد که سیلیمانیت راستای یافته طی دگرشکلی تشکیل شده و سیلیمانیت پیچ و تاب خورده پیش از دگرشکلی بوده است، این درحالی است که هردوی آن‌ها ممکن است همزمان درمناطقی از انباشت کرنش مقایسه شوند، برای مثال، هردو همزمان بادگرشکلی باشند [۱۰]. در این جا نیز فیبرولیت‌ها باتوجه به دگرشکلی شدید و پیچ و تاب خوردگی باید درست تفسیر شوند. چنان که در شکل ۳ دیده می‌شود، مقطع در دو نور قطبیده و معمولی مجموعه‌ای از کانی‌های سیلیمانیت، بیوتیت و کوارتز را بصورت جهت یافته با دگرشکلی

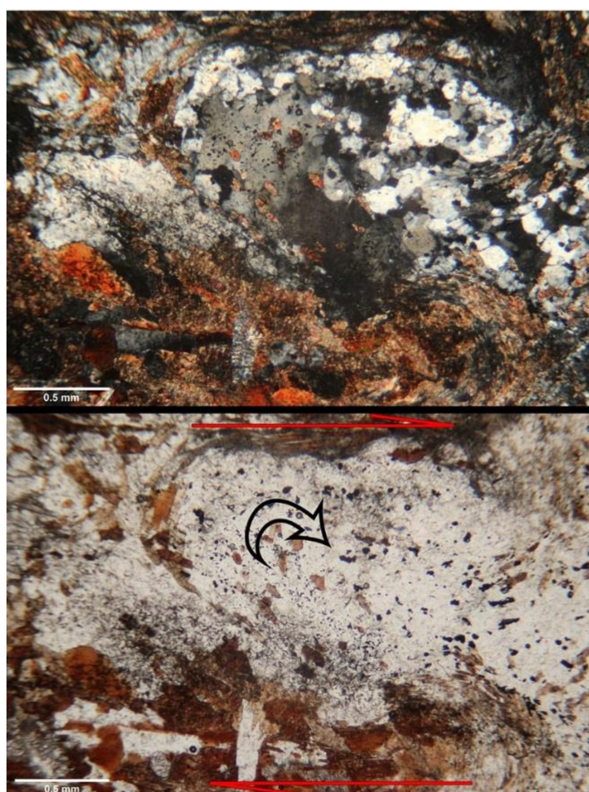
۱ - درهم‌رشدی یا رشد همزمان کوارتز و فلدسپات پتاسیم.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.711]

و چرخش دانه‌ها نشان می‌دهد. در مرکز، یک بلورکوارتز با لبه های باز تبلور یافته و ساختار هسته و پوشش وجود دارد و پیرامون آن منشورهای بیوتیت به رنگ قهوه‌ای و کشیده بوده که بصورت تدریجی به فیبرولیت درحال تبدیل هستند. فیبرولیت بصورت رشته‌های خاکستری تیره در نور معمولی دیده می‌شود، ولی سیلیمانیت بصورت کشیده با رنگ‌های تداخلی شدید و چندرنگی همراه با کوارتز است. چنان که گفته شد، شکل پیچ و تاب خورده مجموعه بلورهای منشوری بیوتیت بهمراه فیبرولیت‌های کشیده شده ساختاری S مانند دارد که نشانگر چرخش ساعتگرد این مجموعه در زمینه سنگ و حالت راستبری طی دگرشکلی این مجموعه بلوری است. البته این مجموعه باتوجه به جایگزینی فیبرولیت بجای بیوتیت، بنظر می‌رسد که نخست همزمان با دگرشکلی نوارهای بیوتیت پیرامون ساختار هسته و پوشش کوارتز تشکیل شده و با ادامه دگرشکلی گسترش یافته‌اند و در پایان فیبرولیت‌ها جایگزین آن‌ها شده است. در سایر تصاویر این مقطع، بلورهای گارنت بصورت پیش از دگرشکلی و بدون میانبار و باخوردگی شدید دیده می‌شوند که با سایر کانی‌ها ازجمله کوارتز جایگزین شده و حالت خلیجی پیدا کرده‌اند و دگرگونی قهقرایی را نشان می- دهند.

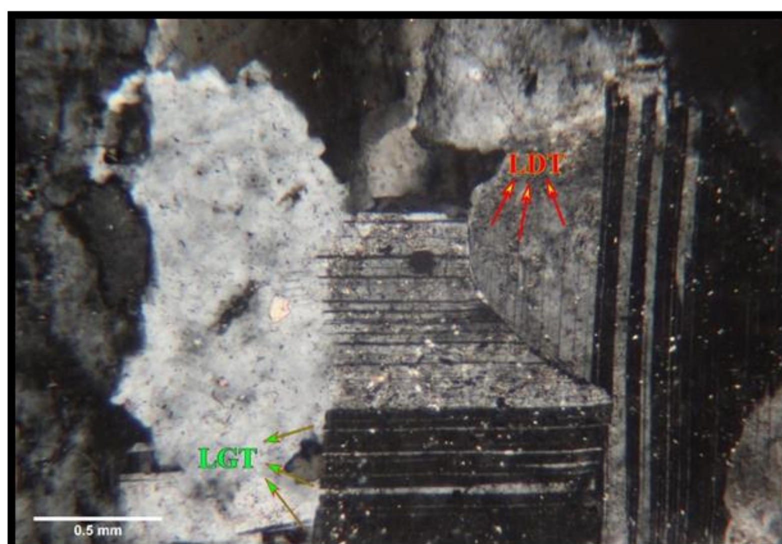
تیغه‌ها و ماکل های دوقلوئی و رشدی

به طور کلی، تیغه‌های دوقلوی دگرشکلی با اعمال تنش محدود بوجود آمده و در دماهای پایین تشکیل می‌شوند. دوقلوهای دگرشکلی اغلب به شکل گوه‌ای یا کشیده هستند که با حرکت در نوک خود یا با گسترش همبری دوقلوها به بخش دوقلو نشده بلور با حفظ راستای مستقیم همبری، گسترش می‌یابند. درکل، دوقلوهای دگرشکلی نوک‌تیز بوده ولی دوقلوهای رشدی بصورت مستقیم و پله‌ای هستند [۱۷]. در شکل ۴ دونوع تیغه برآمده از رشد در پلاژیوکلاز (Lamellar Growth Twining) و تیغه ناشی از دگرشکلی در دمای پایین (Deformation Growth Twining) دیده می‌شوند. تیغه‌های دگرشکلی دارای انتهای سوزنی شکل کاملاً از تیغه‌های مربوط به رشد پلاژیوکلاز که انتهای صاف دارند متمایز هستند



شکل ۳ نمایی از چرخش راستگرد یک سنگ دگرگونی که از کانی های گارنت، سیلیمانیت و میکا تشکیل شده و شیستوارگی آن مشخص است. به حرکت دورانی و شکل S مانند خرده سنگ ها در حالت عادی و قطبیده دقت شود. مقطع از منطقه دره بردو و از واحدهای دگرگونی نئوپروتروزوئیک است.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.711]



شکل ۴ یک میکرودیوریت با دونوع تیغه رشدی (LGT) و تیغه دگرشکلی (LDT). آثار دگرشکلی محدودی در آن بصورت عمودی دیده می‌شود و بیشتر تیغه‌های دوقلویی رشدی در آن‌ها قابل مشاهده هستند. مقطع در نور عادی از منطقه باغ نو (چاهک) در مرکز کمربند دگرشکلی فریمان - تربت جام است.

متاپلیت‌ها (آندالوزیت شیست‌ها)

در منطقه قندآب، متاپلیت‌ها سنگ اصلی واحدهای دگرگونی منطقه یعنی شیست‌ها هستند و شیستوارگی اغلب با بلورهای میکا مشخص می‌شود. متاپلیت‌ها که به صورت میکاشیست‌ها دیده می‌شوند، همراه باسایر کانی‌های دگرگونی چون آندالوزیت شیست‌ها هستند که این آندالوزیت شیست‌ها دارای برگوارگی مشخصی نیستند و میکاها در راستاهای مختلفی رشد یافته‌اند. بر پایه بررسی‌های رنجبر و همکاران، این منطقه از مجموعه-های ضخیمی از میکاشیست‌ها تشکیل شده که با بلورهای درشت آندالوزیت و بلورهای کوچکتر سیلیمانیت کردیریت و گارنت مشخص شده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی در این منطقه نشانگر تغییر در مجموعه‌های بلوری از شمال‌شرقی به سمت جنوب‌غربی با افزایش درجه دگرگونی است. براساس مجموعه‌های کانیایی سه بخش ۱) آندالوزیت-کردیریت ۲- پهنه آندالوزیت – سیلیمانیت و ۳- بخش سیلیمانیت بالایی قابل تشخیص هستند. محاسبات فشار-دماسنجی، دمای ۶۶۰°C با فشار ۲٫۵ کیلوبار و تشابه دگرگونی‌های این منطقه با توالی کوما (Cooma) و سایر مناطق دگرگونی مشابه دگرگونی مجاورتی-ناحیه‌ای را در این منطقه نشان می‌دهد .

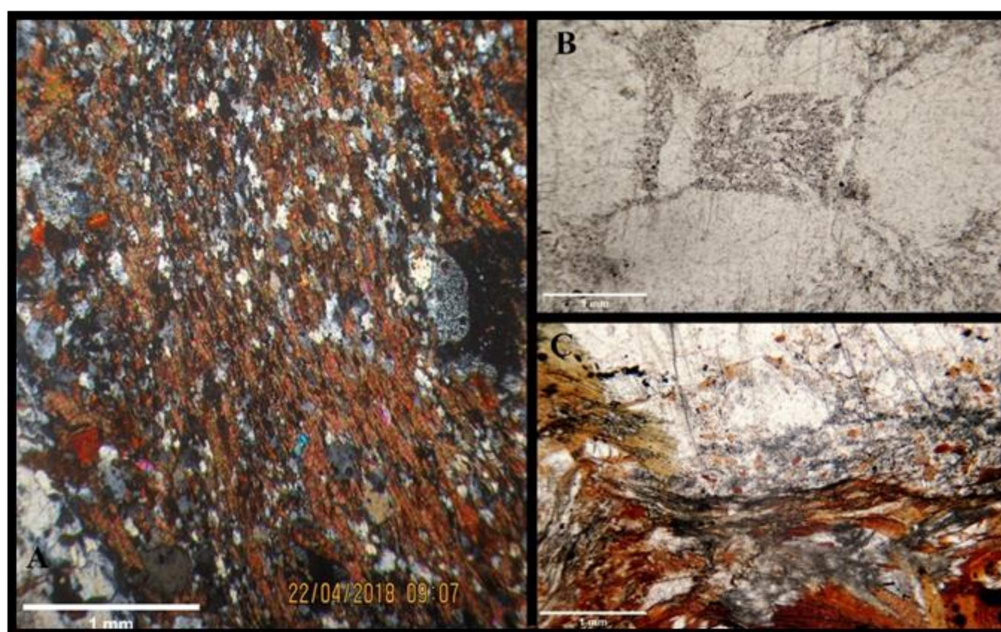
براساس بررسی‌های انجام شده در مقاطع شکل ۳ شدت شیستوارگی زیاد نیست که دلیل این امر نیز رشد بلورهای بیوتیت در راستاهای مختلف بصورت نامنظم است. فقط گاهی پیرامون شکفته بلورهای آندالوزیت بصورت متمرکز، راستا و جهت‌یابی کانی‌های بیوتیت موازی با بلور درشت آندالوزیت است. همچنین در برخی موارد نیز پیرامون شکفته بلورهای از پیش موجود کردیریت، گارنت و آندالوزیت در حال دگرسانی، ریزچین‌های محدودی دیده می‌شوند. ریزچین‌های یاد شده پیرامون شکفته بلورهای قدیمی مشاهده می‌شوند و بلورهای کشیده میکا (بیشتر بیوتیت) بشکل پیچ و تاب خورده اطراف آن‌ها قرار دارند و با جایگزینی بیوتیت توسط فیبرولیت چندرنگی در کانی بیوتیت ضعیف می‌شود، همچنان که در سایر مناطق چون هاله دگرگونی مشهد نیز بررسی شده است [۱۷]. از این رو می‌توان گفت که پیچ و تاب در فیبرولیت‌ها در ارتباط با فاز جدیدی از شیستوارگی ناحیه‌ای (S_2) نیست، زیرا در همه سنگ آندالوزیت، شیست گسترش نیافته و فقط پیرامون شکفته بلورها بصورت پیچ و تاب خوردگی (anastomosing) است که میکاها با پیشروی دگرگونی توسط فیبرولیت جایگزین شده اند. این پیچ و تاب خوردگی می‌تواند نشانگر رشد همزمان یا پیش از دگرشکلی شکفته بلورها باشد. از این رو می‌توان نتیجه گرفت

که فقط یک فاز دگرگونی در سنگ‌های متاپلیتی منطقه وجود داشته است. گفتنی است که در همان فاز S1 نیز شیستوارگی بخوبی گسترش نیافته است و بصورت پراکنده بیشتر پیرامون شکفته بلورهای درشت آندالوزیت دیده می‌شود. سایر بافت‌ها چون حالت گرافیتی در بافت رشته‌ای فیبرولیت و ساختار چشم پرنده‌ای در کردیریت نیز در مقاطع شکل ۵ مشخص است.

خزش جابجایی (Dislocation Creep) و مهاجرت مرزدانه‌ها

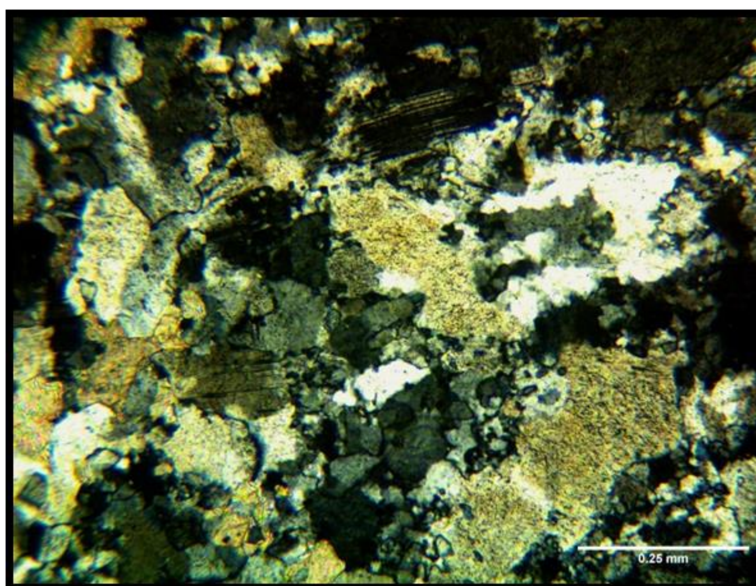
باز تبلور نوع برآمدگی یا مهاجرت مرزدانه (GBM) با کرنش القایی باعث مهاجرت مرزها و تشکیل هسته‌های جدیدی در دانه‌ها شده که در شکل مشخص است. همچنین در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز دوقلوهای دگرشکلی با خزش جابجایی نیز دیده می‌شوند که از شاخص‌های خزش جابجایی یا بلور کشسان است. بر اساس خزش جابجایی، بسته به فرآیند انطباق دو نوع اصلی تغییر شکل وجود دارد: خزش جابه‌جایی منطبق با صعود در ارتباط با بازتبلور SGR و خزش جابجایی سازگار با بازتبلور که در آن مهاجرت مرز دانه سازوکار سازگار است [۹، ۱۰]. شواهدی وجود دارد که با افزایش دما، سازوکار سازگار در کوارتز نخست باز تبلور BLG است، وقتی بالا رفتن از جابجایی و بازیابی دشوار باشد، از شروع به بازتبلور SGR تغییر می‌کند. در دماهای متوسط (۴۰۰-۵۰۰ درجه سانتیگراد)، خزش جابجایی غالب است و منشور a<{m}> لغزش مهم می‌شود. مشخصه بلورهای قدیمی به نسبت بسیار مسطح بودن و ساختارهای بازیابی و بازتبلور بسیار است، محلول فشار ممکن است در این شرایط نقش داشته باشد، سازوکار بازتبلور غالب در اینجا SGR است. دانه‌های قدیمی ممکن است به طور کامل با مواد بازتبلور جایگزین شوند [۹، ۱۱، ۱۲].

در دمای ۷۰۰-۵۰۰ درجه سانتیگراد، بازتبلور بیشتر با GBM انجام می شود، دانه مرزها درهم فرورفته بوده و ریزساختارهای پرچ شده یا مهاجرت رایج هستند [۱۰]. دمای بالای ۷۰۰ درجه سانتیگراد، لغزش منشور c<{m}> مهم شده و بازتبلور و بازیابی سریع باعث می‌شود که بیشتر دانه‌ها ظاهری بدون کرنش داشته باشند. دانه‌مرزها به شکل درهم فرو رفته یا آمیب هستند (شکل ۶). نوع ویژه‌ای از ساختار زیردانه که شکل تقریبی مربعی دارد در این شرایط دما بالا رخ می‌دهد که به عنوان خاموش شدن صفحه شطرنج یا زیردانه‌های تخته شطرنج شناخته می‌شوند (شکل ۶) .



شکل ۵ الف) جهت‌یافتگی میکاشیست های منطقه قندآب در مقیاس میکروسکوپی همراه با جهت یافتگی ترجیحی ضعیف؛ ب) حالت گرافیتی در بافت رشته ای فیبرولیت در دانه های آندالوزیت؛ پ) بافتهای پیچ و تاب خورده پیرامون شکفته بلورها همراه با رشته های فیبرولیت که می‌تواند نشانگر پیشروی دگرگونی باشد.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.711]



شکل ۶ تصویری کمیاب از درهم تنیدگی بلورهای کوارتز و فلدسپات در منطقه رونج غربی که نشانگر شدت دگرشکلی ازنوع مهاجرت مرز دانه‌ها و خزش جابجایی است. در بالا فقط یک مقطع از این منطقه آورده شده که یک سنگ گرانیتی با دگرشکلی شدید است. در سمت راست تصویر نیز کشیدگی دانه‌های کوارتز، وجود زیردانه‌ها و تشکیل مراحل اولیه باز تبلور با چرخش زیردانه (GBM) نیز محتمل است.

پرتیت شعله‌ای و تیغه‌های آلبیت در فلدسپارها

درهم رشدی تیغه‌های آلبیت در فلدسپات پتاسیم نمونه بارز انحلال جامد است که باعث تشکیل پرتیت می‌شود. در شکل ۷ الف نیز با توجه به وجود تیغه‌های نازک باریک مجازی که کمتر موازی بوده و اغلب دارای شعله‌های پهنی از آلبیت هستند، پدیده انحلال جامد دیده می‌شود. در دماهای بالای دگرشکلی بلوری، تحرک‌ها در مرز بلوری به حدی افزایش می‌یابد که می - تواند نقاط ضعف و مرز ریزدانه‌ها در سراسر بلورها را جارو کرده و بارونی که تبلور با مهاجرت مرزدانه در دمای بالا نامیده می - شود را از بین ببرد. در این حالت مرزهای بلوری به صورت درهم فرو رفته هستند [۱۷]. چنان که در شکل ۷ ب دیده می‌شود، پیرامون و در بخش بالای بلور فلدسپات پتاسیم آثار متعددی از درهم فرورفتگی دانه‌ها با طول موج بلند بصورت بین انگشتی دیده می‌شود که نشانگر باز تبلور نوع مهاجرت مرزدانه (GBM) است. پرتیت شعله‌ای نتیجه جایگزینی فلدسپات پتاسیم با آلبیت در مناطق با کرنش بالا طی دگرشکلی است. در مقطع، شکل ۷ ب ریزشکستگی‌ها (MF) گسترش یافته‌اند که در بخش مرکزی بلور فلدسپارقلیایی پیرامون این شکستگی‌ها، حالت کائولینیتی شدن نیز دیده می شود که نشانگر حالت شکننده و کاتاکلازیت است. همچنین زیردانه‌های قطعه‌ای که بافت صفحه شطرنجی را در برخی از مناطق نشان می‌دهند حضور دارند (منطقه زرد رنگ) که بیانگر شدت بالای دگرشکلی و باز تبلور در شرایط رخساره سنگی گرانولیت، میگماتیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی با دمای بالاست، مانند گرانیت‌هایی که در دماهای حدود حالت فاز جامد به صورت پیوسته و متوالی دگرگون شده‌اند.

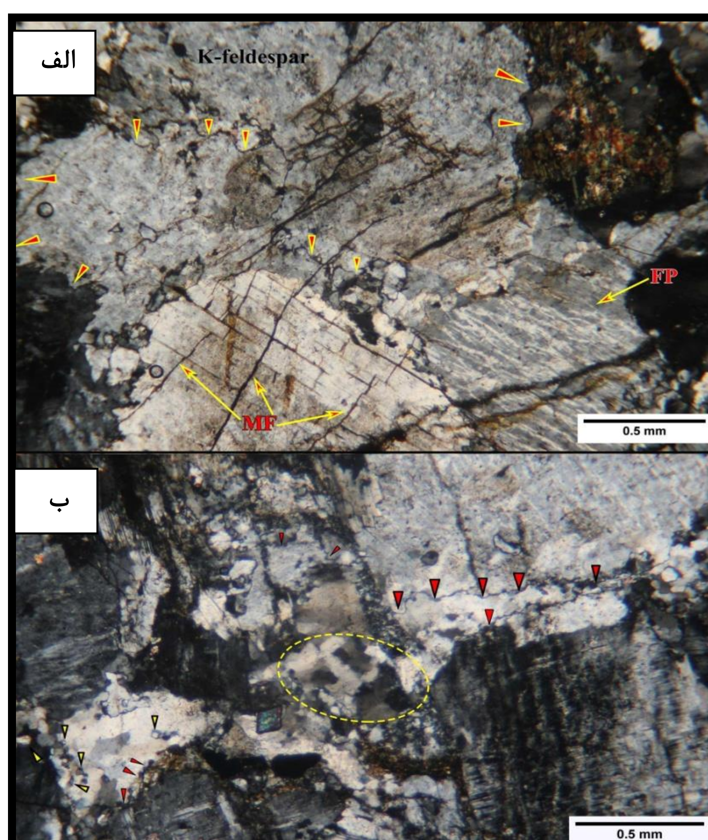
دگرشکلی شکننده و شکل‌پذیر

در مجموعه سیبک (شکل ۴ الف) که در زیر میکروسکوپ دارای دانه‌های درشت در زمینه ریز و بافت پورفیری مشخصی است، بیشتر زمینه سنگ را دانه‌های کوارتز و میکا (بیشتر از نوع بیوتیت) تشکیل می‌دهند. از این رو، سنگ یک ریولیت با آثاری از دگرشکلی است. با توجه به شواهد صحرایی، درهم تنیدگی شدید، بافت موزائیکی متراکم، شکستگی صدفی در کوارتز، فلدسپات و میکای موجود در سنگ و درهم رشدی‌های موجود در بافت سنگ دگرگونی مجاورتی (بافت هورنفلسی) را تشکیل داده اند. همچنین درهم فرورفتگی و وجود بلورهای بزرگ با مرزدانه‌های به شکل آمیبی با توجه به درهم فرورفتن بلورهای کوارتز و فلدسپات بصورت آمیبی (بدون داشتن بلورهای ریز جدید) می‌تواند نشانگر حضور باز تبلور با مهاجرت مرزدانه (GBM) باشد. گفتنی است که درهم فرورفتگی این دانه‌ها با طول موج‌های بلند ممکن است با بازتبلور از نوع

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.711]

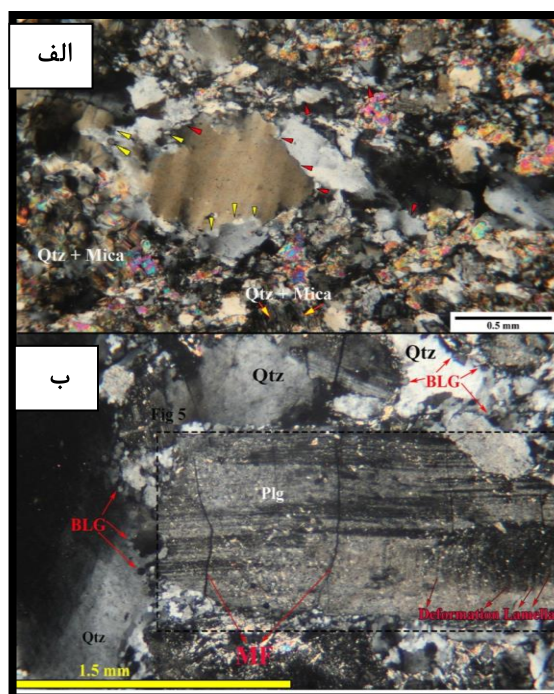
برآمدگی به دلیل شباهت شکل مرزها در مقیاس‌های مختلف اشتباه گرفته شود. این در حالی است که باز تبلور مهاجرت مرز دانه‌ها (GBM) بدون تشکیل بلورهای جدید کوچک در مرز دانه‌های قدیمی است و این خود دانه‌ها هستند که به حالت آمیبی در هم فرو می‌روند، ولی در BLG افزون بر حالت دندانه‌دار در مرز بین دانه‌ها، بلورهای کوچک حضور دارند و گاهی زیردانه‌های جدیدی پشت مرز بین دانه‌ای تشکیل می‌شود. خطوط رنگی در زیردانه‌های کوارتزهای موجود در مقطع می‌تواند نشانگر چرخش زیردانه (SGR) باشد. در واقع، این باز تبلور زمانی رخ می‌دهد که جابجایی در مرز دانه‌ها جمع شده و منجر به پیچیدگی تدریجی و بی‌نظمی در جهت‌یافتگی مرزها شوند [۱۷]. به روشنی SGR به عنوان باز تبلوری شناخته می‌شود که منجر به انباشت دانه‌های باز تبلور یافته در مناطق مرزی از یک توده بلوری شود. ساختارهای هسته و پوشش از شواهد این نوع از باز تبلور هستند که به عنوان چرخش زیردانه پیشرونده شناخته می‌شود [۱۵-۱۷].

در شکل ۸ ب، بازتبلور با خمش و چین‌خوردگی ضعیف و خاموشی موجی نامنظم در دانه‌های قدیمی همراه است و دانه‌های فلدسپات پتاسیم در لبه و درون دانه دچار هوازدگی نشده و سریسیتی شده‌اند و دانه‌های کوارتز در لبه‌ها باز تبلور فعال را نشان می‌دهند. دانه‌های کشیده میکا (بیشتر مسکوویت) با خمش حالت پذیری، انحنا و چین‌خوردگی را در مرز بین دانه‌های فلدسپار و کوارتز نشان می‌دهند. چگالی بالای جابجایی و برآمدگی مرزدانه‌ها در شکل ۸ آشکار است. در مرزدانه‌های قدیمی، مهاجرت محلی دیواره دانه و گاهی نفوذ آن به درون دانه دیگر در محل همبری‌ها که منجر به تشکیل دانه‌های جدید می‌شود نیز مشخص است. با توجه به بررسی‌ها، دگرشکلی در پلاژیوکلاز به صورت شکننده است و شکستگی‌ها و تیغه‌های دگرشکلی در آن دیده می‌شود، در حالی که در کوارتز بازتبلور نوع برآمدگی سازوکار غالب است.



شکل ۷ الف) سنگ یک فلدسپات قلیایی سینیت منطقه امیرخواجه که در قسمت پایین سمت راست تصویر نیز حالت پرتیت شعله‌ای در این فلدسپارقلیایی دیده می‌شود که تمرکز تیغه‌های آلبیت در فلدسپات پتاسیم متغیر است. همچنین آثار بارزی از درهم فرورفتگی مرزدانه‌ها بصورت بند انگشتی دیده می‌شود که شاهدی بر عملکرد مهاجرت مرزدانه (GBM) است. ب) توده نفوذی در منطقه امیرخواجه سنگ کوارتز سینیت که پیکان‌های شکل آثار دگرشکلی و باز تبلور از نوع برآمدگی (BLG) را در آن نشان می‌دهد. همراه آن حالت بافت صفحه شطرنجی در شکل پایین دیده می‌شود که با خط چین زرد مشخص شده و نشانگر شدت بالای دگرشکلی در سنگ است.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.711]



شکل ۸ الف) نمایی از ریولیت هورنفلسی در منطقه ابدال‌آباد با دگرشکلی شکل پذیر که آثار متعددی از درهم فرورفتگی دانه‌ها و باز تبلور با مهاجرت مرزدانه (پیکان‌های قرمز) و چرخش زیردانه (پیکان‌های زرد رنگ) در آن مشخص است. تیغه‌های دگریختی موجود در دانه کوارتز (درون دانه از بالا راست به سمت پایین چپ) بدلیل دگرشکلی و حالت پذیری بلوری است. بافت فشرده سنگ به دلیل گرمای شدید موجود در سنگ و بافت هورنفلسی است. همچنین درهم رشدی میکا و کوارتز و ساختار ریش مانند، دیده می‌شوند ب) نمونه دیگری از گرانیت‌های دگرشکل شده منطقه ابدال‌آباد به همراه ریز ساختارهای متعدد که باز تبلور نوع برآمدگی (BLG) در آن غالب است. نکته مهم و نادر وجود ریزشکستگی‌ها (MF) همراه با تیغه های دگرشکلی موجود در پلاژیوکلاز است.

چنان که در شکل ۸ ب از نمایی نزدیک‌تر می‌توان دید، تیغه‌های دگرشکلی در عرض بلور پلاژیوکلاز وجود دارند که نشانگر بخش آسیب دیده شبکه بلوری پلاژیوکلاز است. این تیغه‌ها حالت مستقیم ندارند و خمیده هستند و راستای خمش آنها نشانگر برش راست‌بر درون بلوری است. همچنین، برخی از شکستگی‌های موجود در بلور پلاژیوکلاز موازی با این تیغه‌های دگرشکلی قرار دارند. این در حالی است که در سوی دیگر این بلور پلاژیوکلاز، شکستگی‌ها به دلیل نبود تیغه‌های دگرشکلی از الگوی مشخصی پیروی نکرده‌اند. بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که در آغاز تشکیل تیغه‌های دگرشکلی در بلور پلاژیوکلاز، دگرشکلی بصورت شکل پذیر در اعماق بیشتر صورت گرفته و از نوع تغییر شکل دانه با حالت‌پذیری بلوری بوده که این تیغه‌ها را بوجود آورده است.

در مرحله بعدی با کم شدن عمق، گذر از حالت شکل پذیر به شکننده رخ داده که شاهد آن شکستگی‌های موجود در بلور پلاژیوکلاز است و افزون بر آن، وجود باز تبلور پویا از نوع برآمدگی نیز نشانگر نرخ بالای تنش و دمای پایین در شرایط دگرشکلی است. از این رو، براساس شواهد موجود، در این نمونه دونوع دگرشکلی شکل پذیر (D۱ در فاز اول) و دگرشکلی شکننده (D۲ در فاز دوم) وجود دارد که گسترش آن در سایر نمونه‌های بلوری در معرض عملکرد بازی بلورهای موجود قرار گرفته است. نکته مهم دیگر استمرار باز تبلور بلوری و رشد بلورهای کوارتز و جدید بودن این دگرشکلی به نسبت فازهای اول و دوم است، تا جایی که با توجه به شکل ۴ ب، جدیدترین دگرشکلی باز تبلور فعال موجود درون بلورهای کوارتز مورد بررسی است.

برداشت

بررسی بافت سنگ می‌تواند برای بازسازی تاریخ ساختاری و دگرگونی و همچنین برای بهبود درک تغییر شکل و فرآیندهای دگرگونی مفید باشد. مراحل متوالی در تکامل تغییر شکل و دگرگونی سنگ اغلب به عنوان بخشی از یک بافت حفظ می-شود و شناسایی و تفسیر صحیح این بافت‌ها برای درک این

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.711]

تکامل ضروری است. دو مفهوم فازهای تغییر شکل و رویدادهای دگرگونی مهم هستند. نخستین مورد مربوط به دوره‌های ویژه‌ای است که طی آن یک سنگ در اثر یک میدان تنش انحرافی تغییر شکل می‌دهد و مدارک قابل مشاهده چون چین‌خوردگی، شکاف یا خطواره‌ها را بر جای می‌گذارد. فازهای تغییر شکل متوالی ممکن است روی هم قرار گیرند و ساختارهای چاپی مانند شاخ و برگ‌های تاخورده، چین‌های تا شده یا خطوط چین خورده باقی بمانند. رویدادهای دگرگونی مربوط به تشکیل یک مجموعه معدنی مشخص هستند که تصور می‌شود که بیانگر شرایط فشار-دمای ویژه یا عبور از یک منحنی تعادل واکنش در فضای P-T است. این‌ها همچنین ممکن است روی هم قرار داده شوند و اگر تعادل در آخرین رویداد ناقص باشد، تنها یک مدرک قابل تشخیص باقی می‌ماند [۹، ۱۰، ۱۳]. از این رو، هدف اصلی یک تحلیل ریزساختاری، بازگشایی توالی فازهای تغییر شکل در یک منطقه و پیوند دادن این توالی به رویدادهای دگرگونی، به منظور ایجاد یک مسیر P-T-t است که در این پژوهش، دگرشکلی درون بلوری و بررسی مقاطع میکروسکوپی کانی‌های دگرشکل شده معیار اصلی تشخیص فعالیت‌های ساختاری و ریزساختاری درون بسیاری از مناطق ساختاری، دگرگونی و همچنین مناطق برشی (Shear zone) کمربندهای کوهزایی است.

در پهنه برشی فریمان تربت جام، بررسی‌های ریزساختاری انجام شده نشانگر بازتبلورهای پویا در بسیاری از مقاطع است. در اصل دو نوع باز تبلور بلوری برآمدگی که نشانگر نرخ کرنش بالا و دمای پایین بوده و مهاجرت مرز دانه که نشانگر نرخ کرنش پایین و دمای بالا است شاخص عملکرد سازوکارهای دگریختی در ساختارهای ریز بلوری هستند. گرچه شناسایی و تعیین همه سازوکارهای دگرشکلی و رسم کامل مراحل مختلف آن‌ها بسیار پیچیده است، در این پژوهش مشخص شد که موارد اشاره شده نشانگرهای مناسبی برای تعیین شاخص‌های دگرشکلی هستند و به طور کلی دو نوع فاز اصلی دگرشکلی درون بلورهای فلدسپات و کوارتز شناسایی شدند که شامل ساختارهای شکل‌پذیر کوارتز و شکننده فلدسپات هستند. این دومرحله می‌تواند تغییر عمق و گذر از حالت شکل‌پذیر به شکننده باشد، به این ترتیب که در حالت شکل‌پذیر تغییر شکل تیغه‌های دگرشکلی دیده شده و در ادامه ریز شکستگی‌های ناشی از فرآیند شکن مشاهده می‌گردد.

قدردانی

در اینجا از دانشگاه فردوسی مشهد به دلیل حمایت از طرح شماره ۴۴۴۸۸ تشکر می‌نماییم. همچنین شایسته است که از آقای حمید حافظی و دوستان دیگری که در تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی همکاری کردند، سپاسگزاری کنیم.

مراجع

[1] Aghanabati A., *"Geology of Iran"*, Geological Survey (2004).

[2] Gramont XBaG Y., *"Geological map of Kariznow"*, Geological Survey of Iran (1979).

[3] Homam S.M., *"Petrology and geochemistry of Late Proterozoic hornblende gabbros from southeast of Fariman, Khorasan Razavi province, Iran"*, Journal of Economic Geology 7 (2015) 91-109. doi:10.22067/econg.v7i1.33610.

[4] Moghadam Ranjbar F., Fariborz M, Corfu F., Homam S.M., *"Ordovician mafic magmatism in an Ediacaran arc complex, Sibak, northeastern Iran: the eastern tip of the Rheic Ocean"*, Canadian Journal of Earth Sciences 55 (2018) 1173-1182 doi:10.1139/cjes-2018-0072.

[5] Moghadam H. S., Li Q. L., Griffin W. L., Stern R. J., Santos., J. F., Lucci F., Beyarslan M., Ghorbani G., Ravankhah A., Tilhac R., O'Reilly S. Y., *"Prolonged magmatism and growth of the Iran-Anatolia Cadomian continental arc segment in Northern Gondwana"*, Lithos 384-385 (2021) 105940 doi: https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105940.

[6] Ranjbar Moghadam F., Ebrahimi H.S.M., Nasr Abad K., Rahimi B., *"Mineralogy, metamorphism and geothermobarometry of the Ghandab metamorphic Complex, SE Fariman, NE Iran"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22 (2015)115-126.

[7] Sepidbar F., Homam S.M., Ghaemi F., Stern R.J., Jun H., Karsli O., Gholami M., *"Cadomian tectonic evolution of Iran: records of an unusually hot and broad extensional convergent margin on the northern margin of Gondwana"*, International Geology Review:1-21(2023) doi:10.1080/00206814.2023.2238219.

[8] Ramsay J.G., Huber M.I., *"The techniques of modern structural geology"*, Vol. 1, Strain analysis. Academic Press London, London (1983)

[9] Passchier C., Trouw R.A., *"Microtectonics"*, (1996) doi:10.1007/3-540-29359-0

°*C*", Journal of Structural Geology 24 (2002) 1861-1884. doi:10.1016/S0191-8141(02)00035-4.

[14] Putnis A., McConnell J.D.C., *"Principles of mineral behaviour*", Blackwell, Elsevier, Oxford (1980).

[15] Trimby P.W., Prior D.J., Wheeler J., *"Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite*", Journal of Structural Geology 20 (1998) 917-935. doi:10.1016/s0191-8141(98)00026-1.

[16] White J.C. B.R., *"Microstructural signatures and glide twins in microcline, Hemlo, Ontario, Microstructural signatures and glide twins in microcline*", Hemlo, Ontario 28 (1990) 757–769.

[17] Poirier J.P., Guillope M., *"Deformation induced recrystallization of minerals*", B Mineral 102 (1979) 67–74.

[10] Vernon R.H., *"A Practical Guide to Rock Microstructure*", Cambridge University Press, Cambridge, (2004) doi:DOI: 10.1017/CBO9780511807206

[11] Ribeiro B., Kirkland C., Finch M., Faleiros F., Reddy S., Rickard W., Hartnady M., *"Microstructures, geochemistry, and geochronology of mica fish: Review and advances*", Journal of Structural Geology 175(2023)104947 doi:10.1016/j.jsg.2023.104947.

[12] Hirth G., Tullis J., *"Dislocation creep regimes in quartz aggregates*", Journal of Structural Geology (1992). 14:145-159 doi:https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90053-Y.

[13] Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S., *"The eastern Tonale fault zone: A 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700*